第47卷 第2期
2024年2月

干旱区地理
ARID LAND GEOGRAPHY

Vol. 47 No. 2
Feb. 2024

青藏高原大通河流域径流变化归因分析

王淑芝[1]， 温得平[2]

（1. 青海省水文水资源测报中心，青海 西宁 810001； 2. 青海省水旱灾害防御服务中心，青海 西宁 810001）

摘　要： 大通河流域地处青藏高原东北部边缘，生态环境敏感脆弱，开展变化环境下水资源演变、归因研究对保护区域水生态环境，保障水生态文明建设具有十分重要的意义。采用线性倾向估计、集中度、集中期、有序聚类检验、小波分析等统计方法，分析了流域径流的年际变化、年内分配、周期和突变变化特征，基于累积量斜率变化率法和双累积曲线定量评估了气候因素和人类活动对径流变化的影响。结果表明：（1）近60 a大通河流域气候暖湿化明显，年平均气温、降水量、潜在蒸发量增幅分别为0.42 ℃·$(10a)^{-1}$和8.9 mm·$(10a)^{-1}$、5.6 mm·$(10a)^{-1}$，年径流呈减少趋势，倾向率0.67×10^8 m^3·$(10a)^{-1}$。（2）径流集中度和不均匀系数呈微弱下降趋势，枯季径流增加趋势明显，年内分配更趋于均匀，集中期有推迟趋势，延迟速率为3.0 d·$(10a)^{-1}$。（3）年径流在44 a左右尺度上周期震荡明显，突变发生在1990年，突变后径流量减少3.52×10^8 m^3，流域冰川分布呈减小趋势，植被覆盖无显著变化。（4）气候、人类活动对大通河径流减少的贡献率分别为−17.7%和117.7%，降水量是流域来水的主要补给来源，跨流域调水是引起径流减小的主要驱动因素。

关 键 词： 径流演变；累积量斜率变化率法；气候变化；人类活动；大通河流域

文章编号： 1000－6060(2024)02－0203－11(0203～0213)

大通河地处青藏高原东北边缘，生态环境脆弱，是我国西北地区重要的生态过渡带，随着水能水资源开发等人类活动的加剧，河流水文过程、水生态环境受到严重影响。另外，受全球气候暖湿化影响，流域降水、径流等关键水循环要素也发生了显著变化，人类活动加剧的水循环不仅会影响到水资源生态环境，还将使下游地区的水资源安全面临诸多风险，因此开展归因分析，研究其水文变化机制对流域水资源科学管理和保护利用具有重要意义。当前，统计分析法、水文模型法和弹性系数法等是定量识别径流变化归因的主要方法[1-2]。吴恒卿等[3]采用分布式水文模型SWAT对大通河流域径流序列进行了模拟。白雁翎等[4]基于Budyko假设的气候弹性系数法分解了降水、潜在蒸发和其他因素对径流变化的影响分量。王大超[5]采用双累积曲线得出人类活动在1995—2007年、2008—2013年对大通河下游径流的影响率分别为92.5%和135.4%。水文模型参数率定和验证过程复杂，不确定性强[6]，基于Budyko假设的弹性系数法主要在年尺度上定量区分影响因素对径流变化的影响，部分学者在归因识别时因方法本身、参数选取、计算时段不同往往得出不同的结论。以往研究倾向于采用一种方法来估计径流变化的贡献率，结果缺少不同方法的对比验证，且对径流影响因素分析多为定性描述。王随继等[7]提出的累积量斜率变化率法所需数据简单，累积量在一定程度上消除了人为干扰以及实测数据年际波动的影响，被诸多学者应用于径流归因研究中。笔者基于最新的水文气象资料，首次采用累积量斜率变化率法对大通河流域径流变化的气候变化、人类活动等影响因素进行定量评估[8]，同时利用双累积曲线法对结果进行分析验证，以揭示流域水文过程对环境变化的响应关系，研究方法和成

收稿日期： 2023-03-21； **修订日期：** 2023-08-01

基金项目： 青海高原典型河湖生态安全立体监测及预警关键技术研究项目(2020-SF-151)资助

作者简介： 王淑芝(1988-)，女，工程师，主要从事水文监测与分析计算方面的研究. E-mail: qhswjcb@163.com

通讯作者： 温得平(1989-)，男，高级工程师，主要从事气候变化、水文水资源演变、水文分析计算等方面的研究.
E-mail: wendeping5@163.com

果可为流域综合开发治理提供科学依据。

1 研究区概况

大通河为湟水最大的一级支流，发源于青海省天峻县托勒南山，地理位置介于98°30′~103°15′E、36°30′~38°25′N之间，河源海拔4520 m，干流全长572 km，河口海拔1727 m，河道平均比降4.19‰。河源至尕大滩为上游段，河长308.4 km，水系发育，呈树枝状，主要支流有莫日曲、江仓曲、永安河等7条，主要分布在右岸；尕大滩至连城为中游段，河长223.4 km，水系呈羽状，主要支流有白水河、老虎沟、讨拉沟等；连城以下为下游段，河长40.2 km（图1）。大通河流域属内陆高寒气候区，气候特点为冬长夏短、冰冻期长、气候寒冷、年降水较多、雨热同季，流域内年平均气温-0.3~8.0 ℃，极端最高气温35.8 ℃，极端最低气温-34.1 ℃，多年平均降水量500.6 mm。

2 数据与方法

2.1 数据来源

大通河出口处布设有享堂水文站，控制流域面积15126 km²，距入湟口1.9 km，该站设立于1939年10月，1940年开始观测，经黄委整编后的完整连续资料自1950年至今。流域和周围10处气象站的逐日降水量、气温、相对湿度、日照时数、风速等资料来源于中国气象数据网（http://data.cma.cn），面降水量、潜在蒸发量、平均气温采用泰森多边形法计算，考虑各站点资料的时间序列和完整性，水文气象要素分析统一采用1961—2020年系列。冰川分布[9]和地表植被指数产品[10]来源于国家青藏高原科学数据中心（http://data.tpdc.ac.cn），冰川分布产品原始基础数据为1978—2019年祁连山全境的Landsat系列影像，时间分辨率为5 a，空间分辨率为30 m，用于冰川变化对流域径流影响定量估计。地表植被指数产品空间分辨率为30 m，采用最大值合成方法实现对地表月度归一化植被指数（Normalized difference vegetation index，NDVI）产品的合成，进而计算植被覆盖度（Fractional vegetation cover，FVC）。

2.2 研究方法

2.2.1 潜在蒸发量 采用Penman-Monteith公式[11]计算流域潜在蒸发量：

$$\mathrm{ET}=\frac{0.408\Delta(R_\mathrm{n}-G)+\gamma\frac{900}{T_\mathrm{mean}+273}u_2(e_\mathrm{s}-e_\mathrm{a})}{\Delta+\gamma(1+0.34u_2)} \tag{1}$$

式中：ET为潜在蒸发量（mm·d⁻¹）；Δ为饱和水汽压曲线斜率；R_n为地面净辐射（MJ·m^{-2}·d^{-1}）；G为土壤热通量（MJ·m^{-2}·d^{-1}）；γ为湿度计常数（kPa·℃$^{-1}$）；T_mean为日平均气温（℃）；u_2为2 m高处风速（m·s^{-1}）；

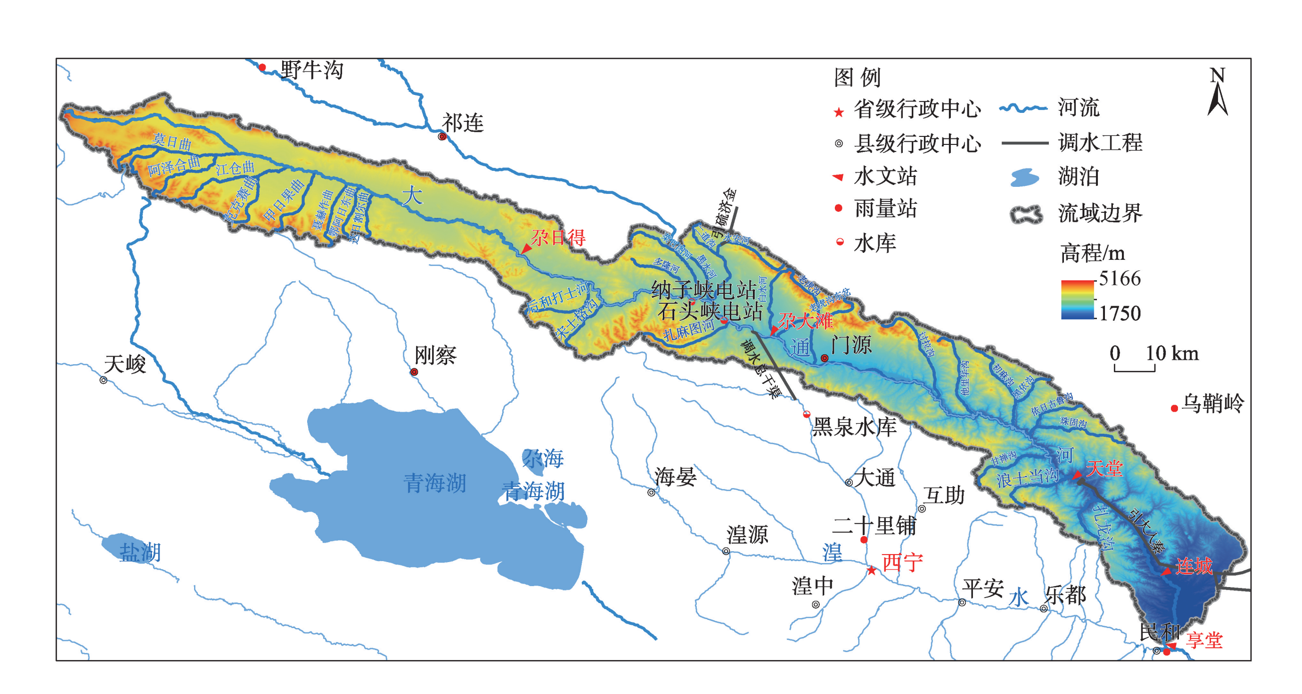


图1 大通河流域水系及站点分布

Fig. 1 Distribution of water system and stations in the Datong River Basin

e_s 为饱和水汽压(kPa)；e_a 为实际水汽压(kPa)。

2.2.2 趋势分析及突变检验 采用线性倾向估计[12]分析气象水文要素的变化趋势。根据变异诊断分析方法，采用过程线、累积距平进行年径流量的初步诊断，确定序列是否发生变异，通过Mann-Kendall、有序聚类、Pettitt检验[13-14]详细诊断识别径流的突变年份。采用集中度、集中期、不均匀系数[15-16]等指标反映河川径流年内分配均匀程度。

(1) 线性倾向估计

用 y_i 表示样本为 n 的变量，x_i 为 y_i 所对应的时间，建立 y_i 与 x_i 的线性回归方程：

$$y_i = ax_i + b,\ \ i = 1, 2, \cdots, n \tag{2}$$

式中：a 为回归系数；b 为回归常数；a、b 值可采用最小二乘法估计。

$$a = \frac{\sum_{i=1}^{n} x_i y_i - \frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n} x_i \sum_{i=1}^{n} y_i}{\sum_{i=1}^{n} x_i^2 - \frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n} x_i},\ \ b = \bar{y} - b\bar{x} \tag{3}$$

式中：$\bar{y}$ 为径流量序列的平均值；$\bar{x}$ 为时间序列序号的平均值。可求出时间 x_i 与变量 y_i 之间的相关系数 r：

$$r = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^{n} x_i^2 - \frac{1}{n}\left(\sum_{i=1}^{n} x_i\right)^2}{\sum_{i=1}^{n} y_i^2 - \frac{1}{n}\left(\sum_{i=1}^{n} y_i\right)^2}} \tag{4}$$

(2) 有序聚类检验

其实质在于求算最优分割点，即寻找序列突变前后系列离差平方和综和最小的点。

$$V_\tau = \sum_{t=1}^{\tau} (x_t - \bar{x}_\tau)^2,\ \ V_{n-\tau} = \sum_{t=\tau+1}^{n} (x_t - \bar{x}_{n-\tau})^2 \tag{5}$$

式中：V_τ、$V_{n-\tau}$ 分别为分割点前后离差平方和；τ 为可能分割点；x_t 为序列值；$\bar{x}_\tau$ 为突变点 τ 前的序列均值；$\bar{x}_{n-\tau}$ 为突变点 τ 后的序列均值。

$$S_n(\tau) = V_\tau + V_{n-\tau} \tag{6}$$

式中：$S_n(\tau)$ 为总离差平方和，其取最小值时对应的 τ 即为最优分割点。

(3) Pettitt检验

Pettitt检验为非参数检验法，物理意义清晰，能较好地识别水文气象时间序列中的突变点。对于具有样本量为 n 的时间序列 x，可以构造一秩序列为：

$$s_{k,P} = \sum_{i=1}^{k} r_i,\ \ k = 2, 3, \cdots, n \tag{7}$$

其中：

$$r_i = \begin{cases} +1, & x_i > x_j \\ 0, & x_i = x_j \\ -1, & x_i < x_j \end{cases},\ \ j = 1, 2, \cdots, i \tag{8}$$

式中：$s_{k,P}$ 为统计量；k 为样本总数；P 为显著性水平；x_i、x_j 为相同时间序列的2个样本值；r_i 为符号函数，即第 i 数值大于 j 时刻数值个数的累计数。

Pettitt法是直接利用秩序列来检验变异点的，若 t_0 时刻满足：

$$k_{t_0} = \max\left|s_{k,P}\right|,\ \ k = 2, 3, \cdots, n \tag{9}$$

式中：k_{t_0} 为最大统计量，对应的 t_0 点为变异点，计算统计量 $P = 2\exp\left[-6k_{t_0}^{\ 2}(n^3 + n^2)\right]$，当 $P \leqslant 0.5$ 时，则认为检验出的变异点在统计意义上是显著的。

2.2.3 小波周期分析 小波分析[17]是在傅里叶变化基础上发展起来的一个数学分支，能清晰揭示出隐含在时间序列中的多种变化周期，被广泛应用于水文气象序列周期识别。小波方差可识别各种尺度的震荡强弱和周期变化特征，方差值越大，表明对应尺度的周期越明显。对于小波函数 $\psi(t)$，径流时序 $x(t) \in L^2(R)$ 的连续小波变换为：

$$w_f(a,b) = \frac{1}{\sqrt{|a|}}\int_R x(t)\bar{\psi}\left(\frac{t-b}{a}\right)\mathrm{d}t \tag{10}$$

式中：$w_f(a,b)$ 为小波变换系数；a 为尺度因子；b 为平移因子；R 为实数域；$x(t)$ 为径流序列；$\bar{\psi}(x)$ 为 $\psi(x)$ 的共轭。

2.2.4 径流变化归因识别

(1) 累积量斜率变化率法

累积量斜率变化率法是在基准期和突变期分别建立影响因子与年份之间的线性方程，从而通过斜率变化率的比值计算出影响因子的贡献率。累积降水量、潜在蒸发量和径流量的斜率变化率分别为：

$$S_P = (K_{Pb} - K_{Pa})/K_{Pa} \tag{11}$$

$$S_{ET} = (K_{ETb} - K_{ETa})/K_{ETa} \tag{12}$$

$$S_R = (K_{Rb} - K_{Ra})/K_{Ra} \tag{13}$$

式中：S_P、S_{ET}、S_R 分别为累积降水量、潜在蒸发量、径流量变化期相对于天然时期的变化率(%)；K_{Pa}、K_{Pb}，K_{ETa}、K_{ETb}，K_{Ra}、K_{Rb} 分别为累积降水量、潜在蒸发量、径流量突变前后线性关系式的斜率(mm·a^{-1})，正值(负值)表示斜率增大(减小)。

通常情况下径流量与降水量呈正相关，潜在蒸发量与径流量呈负相关：

$$C_P = S_P / S_R \times 100\% \tag{14}$$

$$C_{ET} = -S_{ET} / S_R \times 100\% \tag{15}$$

式中：C_P、C_{ET} 分别为降水量、潜在蒸发量对径流变化的贡献率。

人类活动对径流变化的贡献率 C_H：

$$C_H = 1 - C_P - C_{ET} \tag{16}$$

（2）双累积曲线法

采用双累积曲线法对大通河流域径流变化归因结果进行验证。双累积曲线[18-19]是水文学中常用来反映降水径流系统变化的特征曲线，天然情况下累积降水量和累积径流量应为一条斜率固定的直线，当斜率发生显著变化时说明人类活动对径流的影响持续增加，该年份可判定为突变点。采用基准期降水径流关系和变化期面降水量计算仅受降水影响的理论径流量，与基准期的径流量差值为降水变化的影响量，扣除降水因素导致的径流影响量即为人类活动对径流变化的影响量。

3 结果与分析

3.1 年际变化趋势分析

近60 a大通河流域气候呈暖湿化方向发展(表1、图2a~b)，年平均气温表现出非常明显的上升趋势，增幅0.42 ℃·(10a)$^{-1}$明显高于全球[0.26 ℃·(10a)$^{-1}$][20]，通过0.001的显著性检验；年降水量呈增加趋势，倾向率为8.9 mm·(10a)$^{-1}$。潜在蒸发量呈增加趋势，增幅5.6 mm·(10a)$^{-1}$。年径流量呈减少趋势，变化速率0.67×10^8 m^3·(10a)$^{-1}$，最大值50.19×10^8 m^3(1989年)，最小值19.95×10^8 m^3(2015年)，极值比2.52，变差系数为0.20，年降水量、潜在蒸发量、年径流量均通过0.05的显著性检验。

3.2 径流年内变化特征

大通河流域径流年内分配的集中度、不均匀系数(图3a~b)呈微弱下降趋势，径流年内分配趋于均匀，汛期(5—10月)径流量占全年比重呈减小趋势，

表1 大通河流域各要素趋势检验

Tab. 1 Trend test of elements in the Datong River Basin

水文气象要素	变化趋势	线性趋势回归检验		Kendall秩次检验		Spearman秩次检验	
		T	显著性水平(a=0.05，$t_{a/2}$=2.0)	U	显著性水平(a=0.05，$U_{a/2}$=1.96)	T	显著性水平(a=0.05，$t_{a/2}$=2.0)
年平均气温	增加	16.30	趋势显著	7.74	趋势显著	16.70	趋势显著
年降水量	增加	2.58	趋势显著	2.22	趋势显著	2.25	趋势显著
潜在蒸发量	增加	1.83	趋势不显著	1.08	趋势不显著	1.14	趋势不显著
年径流量	减少	1.72	趋势不显著	1.53	趋势不显著	1.51	趋势不显著

注：T、U为统计量。

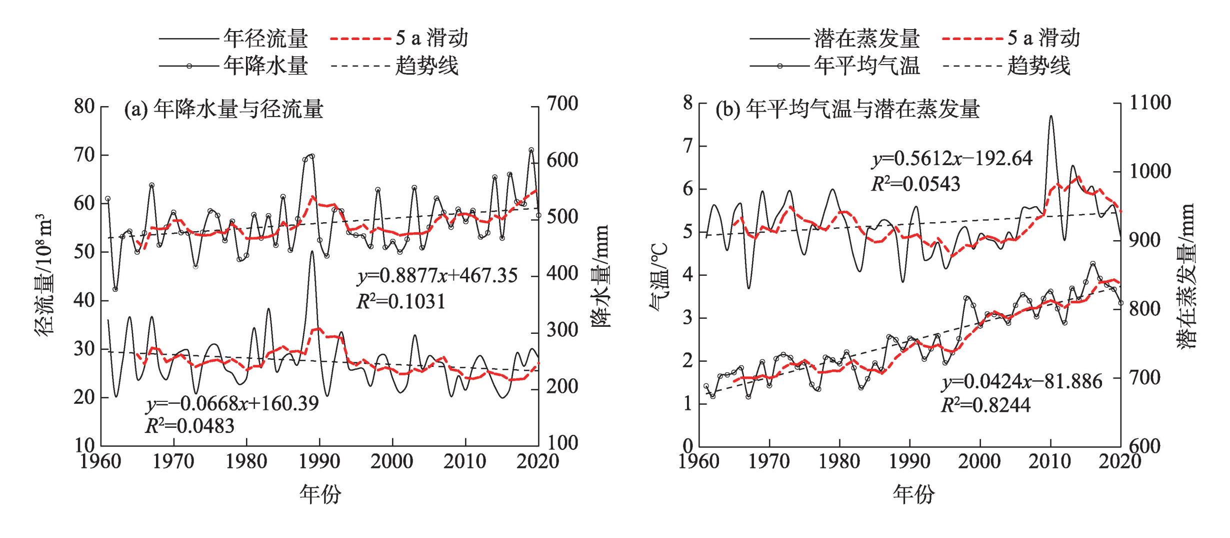


图2 各要素序列变化趋势

Fig. 2 Sequence change trend of each element

而枯季(11月至翌年4月)径流量显著增加,反映出流域生态环境好转,蓄水和水源涵养能力逐步增强。随时间推移,集中期有推迟趋势,延迟速率为3.0 d·$(10a)^{-1}$,2011—2020年最大径流量出现时间较20世纪60年代平均延迟18 d。从季节分析,夏季径流量(占比48.1%)远大于其他季节,呈现夏季(6—8月)>秋季(9—11月)>春季(3—5月)>冬季(12至翌年2月)。

3.3 径流周期性分析

享堂站小波系数实部等值线和小波方法曲线如图4a~b所示,大通河年径流主要存在12 a、24 a、44 a的周期震荡。3个时间尺度中44 a峰值最明显,说明周期震荡最强,为第一主周期,其次为24 a和12 a。在44 a左右的特征时间尺度下,年径流经历了2次枯-丰转化,当前的丰水期直至2021年等值线仍未闭合,表明偏丰状态仍将持续。

3.4 径流突变特征分析

从大通河流域降水量、径流量累积距平曲线(图5)初步判断,年径流量在1990年左右发生突变,由丰水期转为枯水期。Mann-Kendall检验表明突变发生在1995年;有序聚类检验曲线离差平方和在1990、1994年达到最小值,出现明显的突变;Pettitt检验中1990年径流突变点统计量P=0.063<0.5,为有效突变点。综合各检测方法结果,确定大通河年径流在1990年发生突变。20世纪90年代末大通河流域水电开发持续加快,1994年引大入秦调水工程建成通水是引起流域径流突变的主要原因,后外调水量逐年增加,流域径流量明显减少。相较基准期,变化期径流量减少3.52×10^8 m^3,减幅12.1%;降水量增加14.5 mm,增幅3.0%;潜在蒸发量增加11.1 mm,增幅1.2%。

3.5 径流变化定量评估

绘制大通河流域年径流量、降水量和潜在蒸发量的累积曲线,对累积曲线的基准期、变化期分别建立累积量与年份的线性关系,拟合方程(图6),各

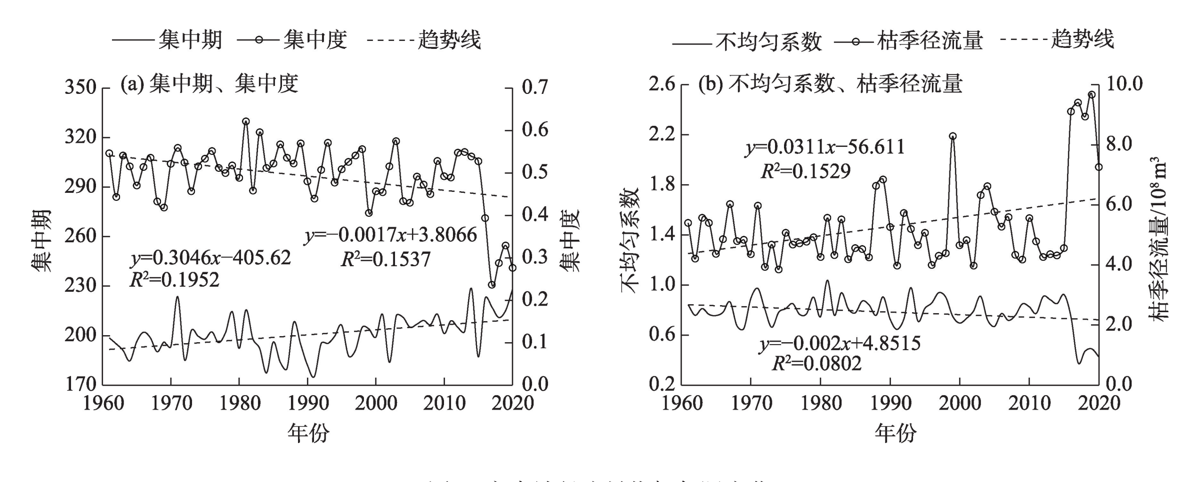


图3　享堂站径流量指标年际变化

Fig. 3　Interannual variation of runoff indicators at Xiangtang Station

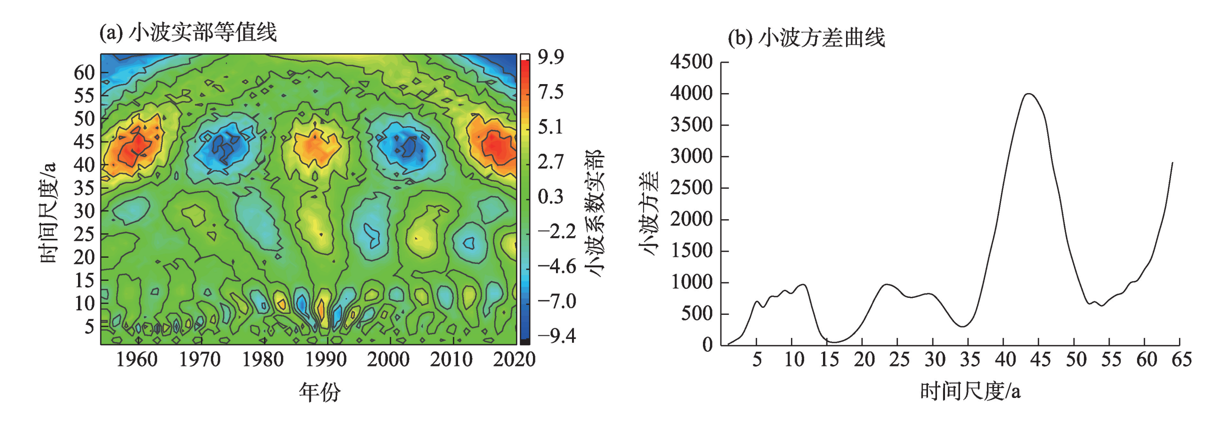
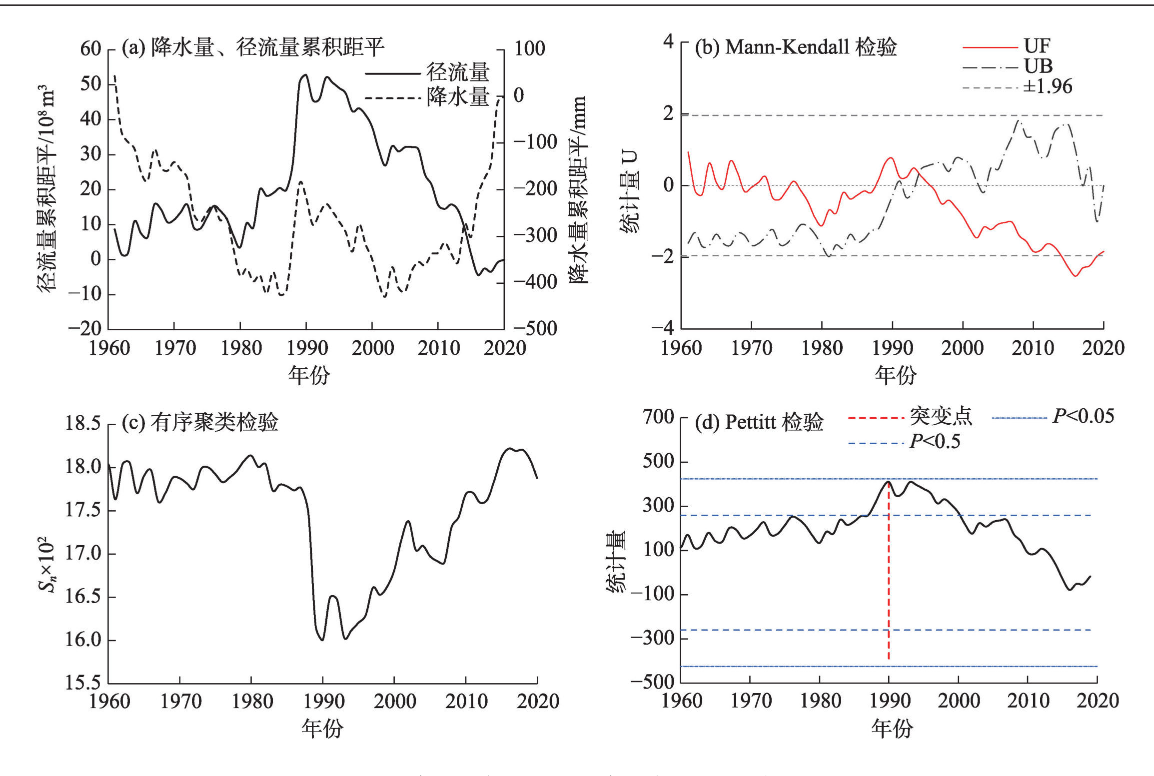


图4　径流小波周期分析

Fig. 4　Period analysis of runoff wavelet



注：UF为时间序列统计量；UB为逆序统计量；S_n为总离差平方和。

图5 大通河流域年径流突变检验

Fig. 5 Abrupt change of annual runoff in the Datong River Basin

序列在1990年前后斜率变化率有明显的变化特征，累积降水量、潜在蒸发量的斜率变化率为正，累积径流深的斜率变化率为负，说明降水量、潜在蒸发量序列呈增加趋势，径流深序列为下降趋势。由式(11)~(13)计算各累积序列影响期的斜率变化率，由式(14)~(16)计算气候变化和人类活动对径流变化的贡献率，计算结果见表2。结果表明，气候变化中降水量增加对径流量减少呈负贡献，贡献率−31.4%，潜在蒸发量增加对径流量减少呈正贡献，贡献率为13.7%；人类活动导致径流量减小的贡献率达117.7%。因此人类活动是导致流域径流变化的主导因素，结论与杨大文等[21]的研究结果一致，结果可信。

3.6 双累积曲线结果验证

采用双累积曲线验证径流变化归因成果的合理性(图7a~b)，突变后的降水量-径流量关系曲线斜率明显小于天然时期，产流量减小。经计算，大通河流域1991—2020年径流量相比基准期减小3.52×10^8 m³，气候变化导致径流量增加1.40×10^8 m³，影响率为−39.8%，而人类活动导致径流量减小4.92×10^8 m³，影响率达139.8%，即人类活动是导致流域径流变化的主要因素，与累积量斜率变化率法计算的贡献率接近，计算结果可信。

3.7 径流变化影响因素分析

3.7.1 气象因子对径流的影响分析 影响径流变化的主要气象因子包括降水、气温和蒸散发等。大通河流域径流与降水的年内分配规律一致，汛期5—10月径流量占年径流量的80.4%，降水对径流表现为正贡献，是流域来水的主要补给来源，蒸散发则

表2 气候变化和人类活动对大通河流域径流影响

Tab. 2 Impacts of climate change and human activities on runoff in the Datong River Basin

时期	径流深		气候变化						人类活动
			降水量			潜在蒸发量			
	斜率	变化率/%	斜率	变化率/%	C_P/%	斜率	变化率/%	C_{ET}/%	C_H/%
基准期(1961—1990年)	187.2	–	483.4	–	–	921.8	–	–	–
变化期(1991—2020年)	168.1	−10.2	499.0	3.2	−31.4	934.7	1.4	13.7	117.7

注：C_P、C_{ET}、C_H分别为降水量、潜在蒸发量、人类活动对径流变化的贡献率。

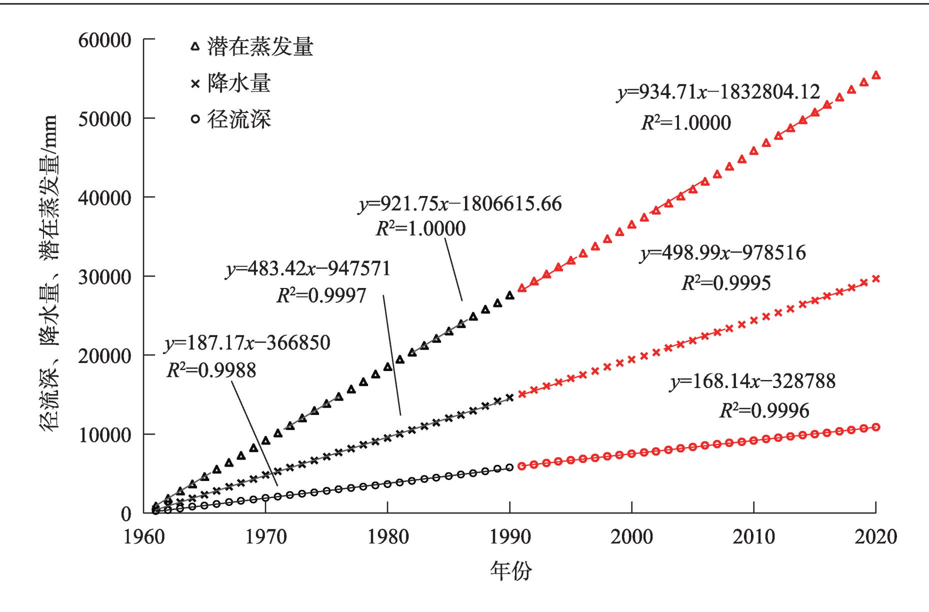


图6 大通河流域累积年径流深、降水量和潜在蒸发量与年份的拟合关系

Fig. 6 Fitting relationship between cumulative annual runoff depth, precipitation, evapotranspiration and year in the Datong River Basin

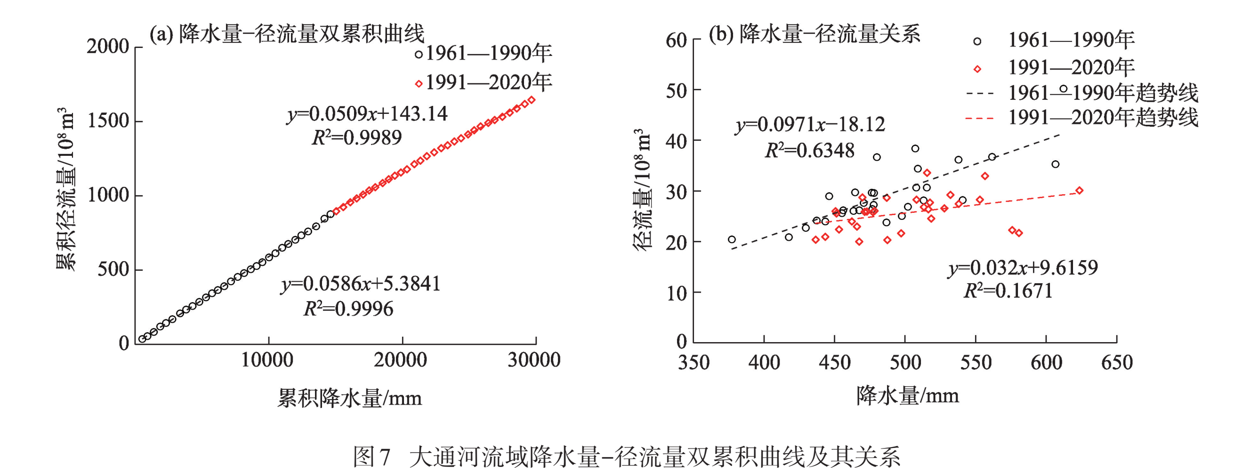


图7 大通河流域降水量−径流量双累积曲线及其关系

Fig. 7 Double-mass curve and relationship of precipitation-runoff in the Datong River Basin

表现为负贡献。气温升高一方面通过影响蒸散发减少河川径流量，另一方面则引起流域内积雪和冰川消融，间接增加河川径流量。解译流域内冰川面积（表3）发现，1986—2019年冰川面积整体呈减小趋势，1986年流域冰川面积为37.0 km²，2005年减小至21.3 km²，2015年以后面积稳定在16.5 km²左右。绘制年径流与年平均气温相关关系为负相关，分析流域平均气温对年径流表现为负贡献。因此，气候

表3 大通河流域冰川面积及植被覆盖度统计

Tab. 3 Statistics of glacier area and fractional vegetation cover (FVC) in the Datong River Basin

指标	1986年	1990年	1995年	2000年	2005年	2010年	2015年	2017年	2018年	2019年
冰川面积/km²	37.0	29.5	25.0	22.3	21.3	29.5	16.3	16.3	16.4	17.3
FVC年值	0.597	0.556	0.621	0.519	0.476	0.536	0.661	0.543	0.570	0.595
FVC生长季均值	0.723	0.744	0.762	0.688	0.688	0.699	0.827	0.727	0.727	0.726
年径流深/mm	191.3	196.3	171.3	158.4	189.5	143.0	131.9	193.0	175.3	198.8
生长季径流深/mm	114.7	97.6	73.0	71.1	83.2	73.9	69.4	64.3	56.9	72.5

注：FVC为植被覆盖度。

条件中降水对径流变化起主导作用,气温、蒸散发、冰川面积影响径流变化但不显著。

3.7.2 植被变化对径流的影响分析 大通河流域人烟稀少,开发利用程度低,土地利用类型以林地和草地为主,面积达70%,短时期内可认为下垫面地形、地质和土壤条件相对稳定,因此下垫面变化更多的归因于植被功能变化。植被变化对径流的作用,部分学者认为植被覆盖度(FVC)增加会减少区域径流量,也有学者认为FVC增加会提高区域的产流能力。从表3可知,1986—2019年流域植被变化趋势不明显,相关关系分析流域FVC年值、生长季均值(6—8月)与径流相关性弱。考虑上述因素得出1990—2020年大通河流域植被变化对径流的影响较小。

3.7.3 水利工程对径流的影响分析

(1) 蓄水工程

经调查,大通河流域蓄水工程主要为水电站,无淤地坝工程。流域内已建水电站40座(含水库两座),总装机容量566.97 MW,分布在中下游河段,建成时间集中在1990—2016年(图8a),其中干流23座,装机548.2 MW,老虎沟等8条支流17座,装机18.8 MW。除2014、2016年相继建成的两座大型水库纳子峡和石头峡水库对流域径流、洪水有调蓄作用外,其余径流引水式电站对来水调蓄影响较小,水库运行对河道径流的影响表现为对天然来水进行调节,蓄丰补枯,水库下游汛期径流比重、集中度减小,枯季径流增加(图8b)。

(2) 调水工程

根据大通河水量分配方案,大通河设计外调水量14.43×10^8 m^3,其中引大济西2.50×10^8 m^3,引大济湟7.50×10^8 m^3,引大入秦4.43×10^8 m^3。随着引大济西一期引硫济金、引大入秦工程相继建成发挥效益,流域外调水量逐年增加(图9a)。其中引硫济金工程从大通河支流硫磺沟调水至甘肃省金昌市,设计引水规模0.40×10^8 m^3,2003年5月建成通水,2003—2021年平均调水量0.25×10^8 m^3,2011年达到

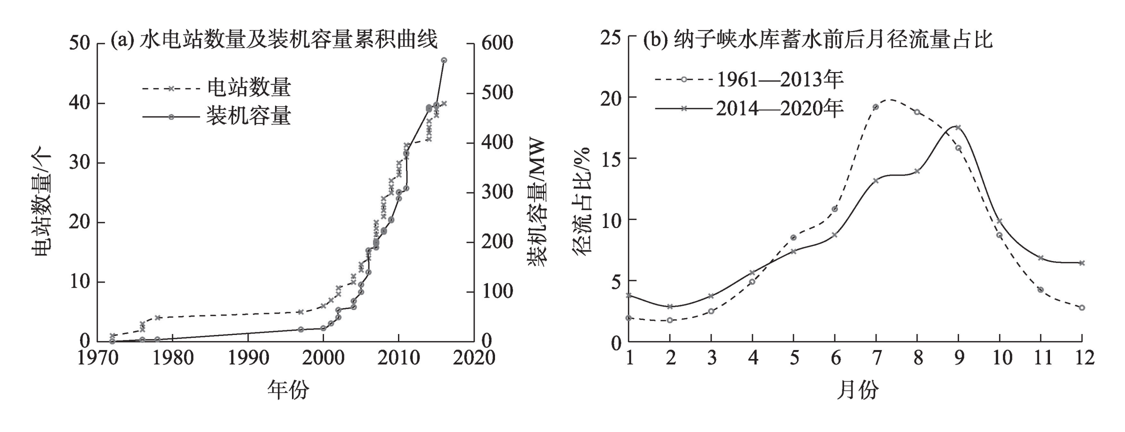


图8 水电站装机容量累积及不同年代月径流占比

Fig. 8 Accumulation of installed capacity of hydropower stations and distribution of monthly runoff in different years

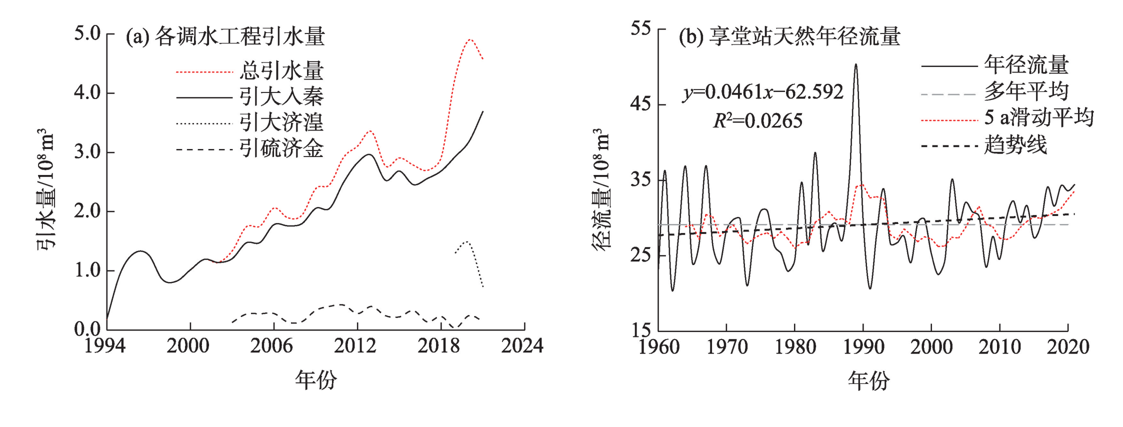


图9 调水工程引水量及享堂站天然年径流量

Fig. 9 Diversion of water diversion project and natural annual runoff hydrograph of Xiangtang Station

设计调水量。引大入秦是在天堂水文站下游500 m将大通河水引至秦王川，设计引水量4.43×10^{8} m^{3}，1994年10月工程建成通水，1994—2021年平均调水量1.91×10^{8} m^{3}，年最大调水量3.70×10^{8} m^{3}（2021年）。引大济湟工程目前正处于建设阶段，2019—2021年向湟水上游宝库河平均调水1.17×10^{8} m^{3}。通过对享堂站实测径流量进行还原，经肯德尔秩次检验，享堂站天然年径流呈显著增加趋势（图9b）。2019、2020年流域外调水量占享堂站径流还原量的90%以上，因此跨流域调水是导致流域径流量减少最主要的关键因素。

4 结 论

本文利用大通河流域气象水文等数据，分析了近60 a径流演变特征，运用累积量斜率变化率法和双累积曲线法对径流变化进行归因分析，得出主要结论如下：

（1）大通河流域气候暖湿化明显，气温、降水量、潜在蒸发量增幅分别为0.42 ℃·$(10a)^{-1}$、8.9 mm·$(10a)^{-1}$和5.6 mm·$(10a)^{-1}$，年径流量呈减少趋势，倾向率为0.67×10^{8} m^{3}·$(10a)^{-1}$，在1990年发生突变，突变后径流量减少3.52×10^{8} m^{3}，减幅12.1%。

（2）大通河流域径流集中度和不均匀系数呈微弱下降趋势，枯季径流增加趋势明显，径流年内分配趋于均匀，集中期有推迟趋势，延迟速率为3.0 d·$(10a)^{-1}$。

（3）大通河年径流具有12 a、24 a及44 a左右的震荡周期，在44 a左右尺度上周期震荡最为显著，为第一主周期。最近丰水期的小波等值线还未闭合，表明未来一段时间年径流将持续偏丰。

（4）气候、人类活动对大通河径流减少的贡献率分别为−17.7%和117.7%，降水是流域来水的主要补给来源，跨流域调水是引起径流减小的主要人为因素。

参考文献（References）

[1] 张建云, 王国庆. 河川径流变化及归因定量识别[M]. 北京: 科学出版社, 2014. [Zhang Jianyun, Wang Guoqing. Quantitative identification of river runoff change and attribution[M]. Beijing: Science Press, 2014.]

[2] 杜嘉妮, 蔡宜晴, 刘希胜, 等. 基于Budyko假设的湟水径流变化归因识别[J]. 中国农村水利水电, 2022(7): 116−121. [Du Jiani, Cai Yiqing, Liu Xisheng, et al. Attribution analysis of runoff in the Huangshui River based on the Budyko hypothesis[J]. China Rural Water and Hydropower, 2022(7): 116−121.]

[3] 吴恒卿, 刘赛艳, 黄强, 等. 基于SWAT模型的大通河流域径流模拟[J]. 西北农林科技大学学报(自然科学版), 2015, 43(9): 210−216. [Wu Hengqing, Liu Saiyan, Huang Qiang, et al. SWAT model based runoff simulation of Datong River Basin[J]. Journal of Northwest A & F University (Natural Science Edition), 2015, 43 (9): 210−216.]

[4] 白雁翎, 王芳, 刘扬. 大通河上游径流演变及驱动因素定量分析[J]. 南水北调与水利科技, 2021, 19(1): 103−110, 167. [Bai Yanling, Wang Fang, Liu Yang. Quantitative analysis of runoff evolution and driving factors in the upper reaches of Datong River[J]. South-to-North Water Transfers and Water Science & Technology, 2021, 19 (1): 103−110, 167.]

[5] 王大超. 大通河径流变化特征及其影响因素探析[D]. 兰州: 兰州大学, 2019. [Wang Dachao. Runoff variation characteristics for Datong River and its influencing factors[D]. Lanzhou: Lanzhou University, 2019.]

[6] 张成凤, 刘翠善, 王国庆, 等. 基于Budyko假设的黄河源区径流变化归因识别[J]. 中国农村水利水电, 2020(9): 90−94. [Zhang Chengfeng, Liu Cuishan, Wang Guoqing, et al. Attribution of runoff variation for the Yellow River source region based on the Budyko hypothesis[J]. China Rural Water and Hydropower, 2020(9): 90−94.]

[7] 王随继, 闫云霞, 颜明, 等. 皇甫川流域降水和人类活动对径流量变化的贡献率分析——累积量斜率变化率比较方法的提出及应用[J]. 地理学报, 2012, 67(3): 388−397. [Wang Suiji, Yan Yunxia, Yan Ming, et al. Contributions of precipitation and human activities to the runoff change of the Huangfuchuan Drainage Basin: Application of comparative method of the slope changing ratio of cumulative quantity[J]. Acta Geographica Sinica, 2012, 67(3): 388−397.]

[8] 郭爱军, 畅建霞, 黄强, 等. 渭河流域气候变化与人类活动对径流影响的定量分析[J]. 西北农林科技大学学报(自然科学版), 2014, 42(8): 212−220. [Guo Aijun, Chang Jianxia, Huang Qiang, et al. Quantitative analysis of the impacts of climate change and human activities on runoff change in Weihe Basin[J]. Journal of Northwest A & F University (Natural Science Edition), 2014, 42 (8): 212−220.]

[9] 李佳, 汪赢政, 李建江. 祁连山地区冰川边界产品（1980—2015）[DB]. 国家青藏高原科学数据中心, https://doi.org/10.11888/Geogra.tpdc.270234. [Li Jia, Wang Yingzheng, Li Jianjiang. Glacier outlines over the Qilian Mountain area (1980—2015)[DB]. National Tibetan Plateau/Third Pole Environment Data Center, https://doi.org/10.11888/Geogra.tpdc.270234.]

[10] 仲波, 吴俊君. 祁连山区域基于Landsat反射率数据的月度30

m×30 m地表植被指数数据(1986—2017)[DB]. 国家青藏高原科学数据中心, https://doi.org/10.11888/Geogra.tpdc.270136. [Zhong Bo, Wu Junjun. Landsat-based continuous monthly 30 m×30 m land surface NDVI dataset in Qilian Mountain area (1986—2017)[DB]. National Tibetan Plateau/Third Pole Environment Data Center, https://doi.org/10.1188/Geogra. tpdc.270136.]

[11] GB/T20481-2017. 中华人民共和国国家标准: 气象干旱等级[S]. 北京: 中国标准出版社, 2017. [GB/T20481-2017. National Standard of the People's Republic of China: Grades of meteorological drought[S]. Beijing: Standard Press of China, 2017.]

[12] 魏凤英. 现代气候统计诊断与预测技术[M]. 北京: 气象出版社, 2007. [Wei Fengying. Modern technology of statistics, diagnosis and forecast for climate[M]. Beijing: China Meteorological Press, 2007.]

[13] 黄强, 黄生志, 潘晶晶. 水文序列变异诊断理论与方法[M]. 北京: 科学出版社, 2020. [Huang Qiang, Huang Shengzhi, Pan Jingjing. Theory and methods of hydrological sequence variation diagnosis[M]. Beijing: Science Press, 2020.]

[14] 成艺, 武兰珍, 刘峰贵, 等. 黄河上游近60 a径流量与降水量变化特征研究[J]. 干旱区地理, 2022, 45(4): 1022-1031. [Cheng Yi, Wu Lanzhen, Liu Fenggui, et al. Changes of runoff and precipitation in the upstream of Yellow River during the past 60 years[J]. Arid Land Geography, 2022, 45(4): 1022-1031.]

[15] 蔡宜晴, 李文辉, 于泽兴, 等. 长江源区降水时空演变规律[J]. 长江科学院院报, 2022, 39(5): 28-35. [Cai Yiqing, Li Wenhui, Yu Zexing, et al. Temporal and spatial evolution of precipitation in the headwaters of the Yangtze River[J]. Journal of Yangtze River Scientific Research Institute, 2022, 39(5): 28-35.]

[16] 杨阳, 时璐, 刘弢, 等. 青海省西北诸河61 a来降水演变特征及空间分布研究[J]. 中国农村水利水电, 2020(8): 159-165. [Yang Yang, Shi Lu, Liu Tao, et al. The evolution characteristics and spatial distribution of precipitation in northwest region of Qinghai in recent 61 years[J]. China Rural Water and Hydropower, 2020(8): 159-165.]

[17] 刘宇, 管子隆, 田济扬, 等. 近70 a泾河流域径流变化及其驱动因素研究[J]. 干旱区地理, 2022, 45(1): 17-26. [Liu Yu, Guan Zilong, Tian Jiyang, et al. Runoff change and its driving factors in Jinghe River Basin in recent 70 years[J]. Arid Land Geography, 2022, 45(1): 17-26.]

[18] 穆兴民, 张秀勤, 高鹏, 等. 双累积曲线方法理论及在水文气象领域应用中应注意的问题[J]. 水文, 2010, 30(4): 47-51. [Mu Xingming, Zhang Xiuqing, Gao Peng, et al. Theory of double mass curves and its applications in hydrology and meteorology[J]. Chinese Journal of Hydrological, 2010, 30(4): 47-51.]

[19] 关颖慧, 王淑芝, 温得平. 长江源区水沙变化特征及成因分析[J]. 泥沙研究, 2021, 46(3): 43-49, 56. [Guan Yinghui, Wang Shuzhi, Wen Deping. Variations and cause analysis of runoff and sediment load in the source regions of Yangtze River[J]. Journal of Sediment Research, 2021, 46(3): 43-49, 56.]

[20] Alexander L V, Allen S K, Bindoff N L, et al. Summary for policymakers[M]//IPCC. Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Cambridge: Cambridge University Press, 2013.

[21] 杨大文, 张树磊, 徐翔宇. 基于水热耦合平衡方程的黄河流域径流变化归因分析[J]. 中国科学: 技术科学, 2015, 45(10): 1024-1034. [Yang Dawen, Zhang Shulei, Xu Xiangyu. Attribution analysis for runoff decline in Yellow River Basin during past fifty years based on Budyko hypothesis[J]. Scientia Sinica Technologica, 2015, 45(10): 1024-1034.]

Attribution analysis of runoff change in the Datong River Basin, Qinghai-Tibet Plateau

WANG Shuzhi[1], WEN Deping[2]

(1. Hydrology and Water Resources Forecast Center of Qinghai Province, Xining 810001, Qinghai, China;
2. Qinghai Province Flood and Drought Disaster Prevention Service Center, Xining 810001, Qinghai, China)

Abstract: The Datong River Basin is located on the northeastern edge of the Qinghai-Tibet Plateau and is a sensitive and fragile ecological environment. It is of great significance to conduct research on the evolution and attribution of water resources in changing environments for the protection of the water ecological environment in the area and the construction of water ecocivilization. Statistical methods such as linear regression, concentration degree, concentration period, ordered clustering test, and wavelet analysis were used to analyze the characteristics of annual variation, seasonal distribution, periodicity, and abrupt changes in basin runoff. On the basis of the cumulative slope change rate method and double cumulative curve, the effects of climate factors and human activities on runoff changes were quantitatively evaluated. The results showed the following: (1) The climate in the Datong River Basin had warmed and humidified significantly in the past 60 years, with increases in average annual temperature, precipitation, and potential evapotranspiration of 0.42 ℃·$(10a)^{-1}$, 8.9 mm·$(10a)^{-1}$, and 5.6 mm·$(10a)^{-1}$, respectively. The annual runoff showed a decreasing trend, with a tendency rate of 0.67×10^8 m^3·$(10a)^{-1}$. (2) The concentration degree and uneven coefficient of runoff showed a weak downward trend, and the increasing dry season runoff trend was evident. The seasonal distribution was more uniform, and the concentration period showed a delayed trend, with a delay rate of 3.0 d·$(10a)^{-1}$. (3) The annual runoff oscillated significantly at a scale of approximately 44 years, and the mutation occurred in 1990. After the mutation, runoff decreased by 3.52×10^8 m^3. The distribution of glaciers in the basin showed a decreasing trend, whereas the vegetation cover did not show a significant change. (4) The contributions of climate and human activities to the runoff decrease in the Datong River were −17.7% and 117.7%, respectively. Precipitation was the main source of water supply in the Datong River Basin, and interbasin water transfer was the main driving factor for runoff reduction.

Key words: runoff evolution; cumulative slope change rate method; climate change; human activities; Datong River Basin